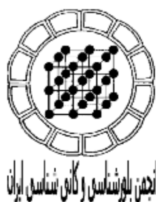
مجله بلورشناسی و کانی‌شناسی ایران

سال بیست و ششم، شمارهٔ دوم، تابستان ۹۷، از صفحهٔ ۲۸۷ تا ۳۰۰



توزیع عناصر کمیاب و خاکی نادر در میان فازهای دگرگونی و کلینوپیروکسن‌های باقیمانده در اپیدوت- آمفیبولیت‌های شمال ارومیه- شمال‌غرب ایران

معصومه آهنگری*

دانشگاه ارومیه، دانشکده علوم، گروه زمین‌شناسی

(دریافت مقاله: ۹۶/۳/۲، نسخه نهایی: ۹۶/۶/۷)

چکیده: مقدار عناصر خاکی نادر و کمیاب موجود در کانی‌های آمفیبول، پلاژیوکلاز، کانی‌های گروه اپیدوت (زوئیزیت و کلینوزوئیزیت) و کلینوپیروکسن‌های باقیمانده از سنگ اولیه در اپیدوت- آمفیبولیت‌های شمال ارومیه به صورت برجا به روش طیف‌سنجی جرمی پلاسمای جفت شده القایی لیزری (LA-ICP-MS) جهت بررسی توزیع عناصر کمیاب در کانی‌های سنگ‌های دگرگونی و کلینوپیروکسن‌های باقیمانده از سنگ اولیه، تعیین شدند. در این سنگ‌ها عناصر سازگار (Sc، V، Ni و Cr)، عناصر با شدت میدان بالا یا HFSE (Ti، Ta، Hf و Nb) و عناصر خاکی نادر متوسط (MREE) در آمفیبول، عناصر خاکی نادر سبک (LREE) و عناصر سنگ دوست بزرگ یون (LILE) در پلاژیوکلاز و عناصر خاکی نادر سنگین (HREE) به همراه Eu در کانی‌های گروه اپیدوت تمرکز یافته‌اند. روند مشاهده شده برای عناصر خاکی نادر در کانی‌های گروه اپیدوت برخلاف روند معمول در این کانی‌ها در دیگر نقاط جهان است. بررسی زمین‌شیمی عناصر کمیاب و خاکی نادر در این کانی‌ها نشانگر غنی‌شدگی HREE و MREE در مقایسه با LREE در ساختار این کانی‌هاست. مقایسه فراوانی عناصر خاکی نادر و کمیاب بین آمفیبول و کلینوپیروکسن‌های باقیمانده از سنگ اولیه بیانگر تشابه نسبی این عناصر برای این کانی‌هاست. این امر به احتمال زیاد بیانگر به ارث رسیدن ویژگی‌های زمین‌شیمیایی آمفیبول از کلینوپیروکسن‌های اولیه است.

واژه‌های کلیدی: *ضریب توزیع عناصر کمیاب؛ آمفیبول؛ پلاژیوکلاز؛ کانی‌های گروه اپیدوت؛ اپیدوت- آمفیبولیت؛ شمال ارومیه.*

مقدمه

بررسی توزیع عناصر کمیاب در کانی‌های موجود در سنگ‌های دگرگونی از اهمیت بسیاری برخوردار است. شناخت و درک جدایش تعادلی عناصر در بین فازهای همزیست می‌تواند بمنظور پیش‌بینی چگونگی توزیع عناصر کمیاب در سنگ‌های موجود در صفحه فرورونده و نیز تعیین ترکیب سیال‌های موجود در پهنه فرورانشی از طریق محاسبات غیر مستقیم نسبت تفکیک عناصر بین کانی و سیال، مورد استفاده قرار گیرد [۱].

تاکنون پژوهش‌های متعددی پیرامون توزیع عناصر کمیاب و خاکی نادر در سنگ‌های دگرگونی مختلف به‌ویژه سنگ‌های دگرگونی فشار بالا صورت گرفته است (برای مثال، [۱-۴])، ولی توزیع عناصر کمیاب در سنگ‌های دگرگون شده در رخساره آمفیبولیت چندان بررسی نشده است [۵، ۶].

پژوهش‌های مختلفی [۱، ۷] که پیرامون جدایش عناصر کمیاب در بین فازهای همزیست صورت گرفته است، بیانگر جدایش ترجیحی بسیاری از عناصر در میان کانی‌های مختلف است. به عنوان مثال بررسی‌هایی که بر اعضای مختلف کانی‌های گروه

*نویسنده مسئول، تلفن: ۳۱۹۴۲۱۳۹ - ۰۴۴، نمابر: ۳۲۷۷۶۷۰۷ – ۰۴۴، پست الکترونیکی: m.ahangari@urmia.ac.ir

[DOI: 10.29252/ijcm.26.2.287]

اپیدوت (به‌ویژه زوئیزیت و کلینوزوئیزیت) صورت گرفته است، اهمیت این کانی را به عنوان میزبان عناصر کمیاب بویژه Sr، Pb و عناصر خاکی نادر سبک (LREE) بیش از پیش آشکار نموده است [۱، ۷-۱۰].

در این پژوهش، مقدار عناصر کمیاب و خاکی نادر موجود در ترکیب کانی‌های آمفیبول، پلاژیوکلاز، کانی‌های گروه اپیدوت و کلینوپیروکسن‌های باقیمانده از سنگ اولیه در اپیدوت- آمفیبولیت‌های شمال ارومیه و توزیع این عناصر در این کانی‌ها مورد ارزیابی قرار گرفته است.

روش کار

در این پژوهش، پس از بررسی‌های میکروسکوپی کانی‌های مناسب شامل آمفیبول، پلاژیوکلاز، کانی‌های گروه اپیدوت (زوئیزیت و کلینوزوئیزیت) و کلینوپیروکسن‌های باقیمانده از سنگ اولیه در اپیدوت- آمفیبولیت‌های شمال ارومیه به منظور تعیین مقدار عناصر کمیاب موجود در آنها کانی‌ها انتخاب و با دستگاه (LA-ICP-MS) به روش طیف‌سنجی جرمی پلاسمای جفت شده‌القایی لیزری مدل CETAC LSX-213G2 در دانشگاه پتسدام کشور آلمان تجزیه شدند. قطر نقاط اندازه‌گیری شده ۱۰۰μm بود. عناصر کلسیم، سیلیسیم و منیزیم اندازه‌گیری شده توسط میکروسکوپ الکترونی در کانی‌های مورد بررسی برای واسنجی مقادیر عناصر کمیاب موجود در ترکیب این کانی‌ها مورد استفاده قرار گرفت. به منظور بررسی شیمی عناصر اصلی، این کانی‌ها توسط دستگاه میکروسکوپ الکترونی مدل JEOL, JXA-8200 در دانشگاه پتسدام تجزیه شدند.

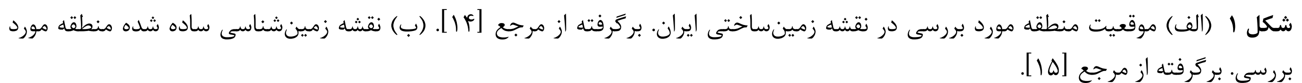
زمین‌شناسی عمومی

منطقه مورد بررسی در استان آذربایجان‌غربی و در شمال شهرستان ارومیه واقع است. زمین‌شناسی این منطقه پیچیده بوده و روابط زمین‌ساختی و در مواردی سنی واحدهای مختلف نسبت به هم چندان روشن نیست. به طوری که موقعیت این منطقه در زمین‌شناسی ایران به درستی شناخته شده نبوده و توسط محققان مختلف به پهنه‌های ساختاری مختلفی همچون پهنه دگرگونی سنندج- سیرجان، البرز- آذربایجان و یا ارومیه- دختر نسبت داده شده است [۱۱-۱۳]. موقعیت منطقه مورد بررسی در نقشه زمین‌ساختی تقسیم‌بندی ساختارهای زمین‌شناسی ایران [۱۴] در شکل ۱ الف نشان داده شده است. سن مجموعه دگرگونی رخنمون یافته در منطقه سلماس به درستی شناخته شده نیست. سن این مجموعه در نقشه‌های زمین‌شناسی ۱:۲۵۰۰۰۰ و ۱:۱۰۰۰۰۰ سلماس و سرو به ترتیب به پرکامبرین و پس از کامبرین زیرین و پیش از پرمین [۱۵-۱۷] نسبت داده شده است. در منطقه مورد بررسی، همواره سنگ‌های کربناته و غیردگرگون پرمین بر روی مجموعه دگرگونه رانده شده‌اند. مجموعه دگرگونی رخنمون یافته در این منطقه به صورت مجموعه درهمی از انواع سنگ‌های دگرگونی همچون آمفیبولیت‌ها، شیست‌های سبز به همراه مقدار کمتر شیست‌های پلیتی و سامیتی، گنیس، متاریولیت، متابازالت و مرمرهای سفید رنگ است. اپیدوت- آمفیبولیت‌ها به همراه آمفیبولیت‌ها و به مقدار کمتر بیوتیت- اپیدوت- آمفیبولیت‌ها بخشی وسیعی از مجموعه دگرگونی رخنمون یافته در منطقه سلماس را تشکیل می‌دهند (شکل ۱ ب). این سنگ‌ها در صحرا به رنگ سبز دیده شده (شکل ۲ الف) و به شدت دچار دگرشکلی شده‌اند، به طوری‌که اغلب ریزچین‌هایی در آن‌ها قابل مشاهده است. اندازه کانی‌های موجود در این سنگ‌ها متنوع بوده و از ریز تا درشت در تغییر است (شکل‌های ۲ب و پ). در چندین مورد این مجموعه توسط رگه‌های گرانیتی قطع شده است.

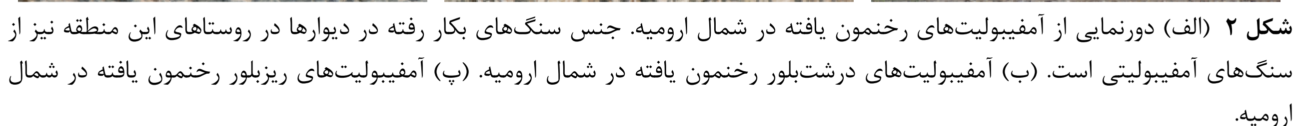
سنگ‌شناسی

بررسی‌های سنگ‌نگاری انجام گرفته بر اپیدوت- آمفیبولیت‌ها بیانگر ترکیب کانی‌شناسی ساده برای این سنگ‌هاست. آمفیبول (هورنبلند) + پلاژیوکلاز + اپیدوت (زوئیزیت و کلینوزوئیزیت) + کوارتز ± اکسیدهای Fe-Ti ± تیتانیت همبرزایی کانیایی این سنگ‌ها را تشکیل می‌دهند. آمفیبول به همراه پلاژیوکلاز فازهای اصلی در اپیدوت- آمفیبولیت‌های شمال ارومیه هستند. این کانی‌ها منطقه‌بندی ترکیبی ندارند. در مرکز آمفیبول‌های موجود در این سنگ‌ها کلینوپیروکسن قابل مشاهده است (شکل ۲ الف). کلینوپیروکسن‌های موجود در سنگ‌های مورد بررسی بیشتر در قسمت مرکزی آمفیبول‌ها واقع شده‌اند و دارای مرز مشترک با هیچ یک از کانی‌های دگرگونی نیستند.

[DOI: 10.29252/ijcm.26.2.287]



شکل ۱ (الف) موقعیت منطقه مورد بررسی در نقشه زمین‌ساختی ایران. برگرفته از مرجع [۱۴]. (ب) نقشه زمین‌شناسی ساده شده منطقه مورد بررسی. برگرفته از مرجع [۱۵].



شکل ۲ (الف) دورنمایی از آمفیبولیت‌های رخنمون یافته در شمال ارومیه. جنس سنگ‌های بکار رفته در دیوارها در روستاهای این منطقه نیز از سنگ‌های آمفیبولیتی است. (ب) آمفیبولیت‌های درشت‌بلور رخنمون یافته در شمال ارومیه. (پ) آمفیبولیت‌های ریزبلور رخنمون یافته در شمال ارومیه.

با توجه به روابط بافتی بین کلینوپیروکسن با آمفیبول و کانی‌های دیگر (در برگرفته شدن کلینوپیروکسن توسط آمفیبول و عدم وجود مرز مشترک این کانی با کانی‌های دگرگونی دیگر) این کانی دارای خاستگاه دگرگونی نبوده و بقایایی از سنگ اولیه است. روابط بافتی کلینوپیروکسن‌های باقیمانده به خوبی توسط موذن [۱۸] بیان شده است. زوئیزیت و کلینوزوئیزیت کانی‌های گروه اپیدوت در این سنگ‌ها بوده و به صورت همزیست با هم قابل مشاهده هستند. این کانی‌ها به صورت منشوری شکل در این سنگ‌ها ظاهر شده‌اند و فاقد هر گونه منطقه‌بندی ترکیبی و شیمیایی بوده و به عنوان جزیی از کانی‌های اوج دگرگونی هستند (شکل ۳ الف). گاهی، میانبارهایی از آمفیبول (هورنبلند) درون کانی‌های گروه اپیدوت

[DOI: 10.29252/ijcm.26.2.287]

در اپیدوت- آمفیبولیت‌های شمال ارومیه دیده می‌شوند (شکل ۳ ب). بررسی‌های سنگ‌شناسی انجام گرفته بر این سنگ‌ها و استفاده از زمین‌دما- فشارسنج‌های بر پایه ترکیب آمفیبول و پلاژیوکلاز نشان داده است که اپیدوت- آمفیبولیت‌ها در شرایط دمایی ۲۰ ± ۵۰۰ درجه سانتیگراد و فشار کمتر از ۵ کیلوبار دگرگون شده‌اند [۱۹].

شیمی عناصر اصلی

شیمی کانی عناصر اصلی موجود در سنگ‌های مورد بررسی تاکنون توسط مختلف ارائه شده است. در این زمینه آمفیبول و پلاژیوکلاز [۱۹]، زوئیزیت و کلینوزوئیزیت [۲۰،۱۸] کلینوپیروکسن‌های باقیمانده از سنگ اولیه را به تفصیل بررسی کرده‌اند. از این‌رو در این جا صرفاً چکیده‌ای از این پژوهش‌ها به منظور آشنایی با شیمی عناصر اصلی کانی‌های مورد بررسی ارائه می‌شود.

آمفیبول‌های موجود در سنگ‌های مورد بررسی از نوع منیزیوهورنبلند (Si = ۶٫۸۸-۷٫۴۲ apfu) هستند. در این آمفیبول‌ها منطقه‌بندی ترکیبی دیده نشده است. ترکیب پلاژیوکلازهای موجود در اپیدوت- آمفیبولیت‌های شمال ارومیه در گستره لابرادوریت با X_{An}= ۷۰٫۰۷-۶۳٫۳۰٪ است. کانی‌های گروه اپیدوت در سنگ‌های مورد بررسی زوئیزیت و کلینوزوئیزیت هستند. در این سنگ‌ها کلینوزوئیزیت با مقدار Fe^{3+} بالا (۰٫۳۷۰-۰٫۵۹۵ apfu) و Al پایین (۲٫۶۱۸ apfu-۲٫۴۳۰) و زوئیزیت با Fe^{3+} پایین (تا ۰٫۰۹۴ اتم در واحد فرمولی) و Al بالا (۲٫۷۵۴-۲٫۹۷۴ apfu) مشخص می‌شود. کلینوپیروکسن‌های باقیمانده از سنگ اولیه دارای ترکیب دیوپسیدی بوده و با عدد منیزیم (Mg# =۸۶٫۷۵-۸۸٫۷۸) مشخص می‌شوند.

شیمی عناصر کمیاب

آمفیبول

تمرکز عناصر کمیاب برای آمفیبول‌های تجزیه شده در جدول ۱ ارائه شده است. آمفیبول‌های موجود در اپیدوت- آمفیبولیت‌های شمال ارومیه بیشتر دارای مقادیر بالایی از V (۱۲۶٫۴۹-۲۰۲٫۲۸ ppm)، Cr (۹۵٫۷۹-۲۱۱۰٫۵۳ ppm) و Ni (۱۶۱٫۱۵-۲۸۰٫۶۷ ppm)، مقادیر متوسط Sc (۷۵٫۳۲ ppm-۲۵٫۱۳) و مقادیر پایینی از عناصر سنگ دوست بزرگ یون (LILE)، Nb ،Y و عناصر خاکی نادر (REE) در ترکیب خود هستند (اغلب کمتر از ۱۰ ppm). گرچه تغییرات مشاهده شده در مقدار برخی از عناصر همچون Zr و Cr در نمونه‌های تجزیه شده بسیار زیاد است، مجموع REEها در ترکیب آمفیبول‌های تجزیه شده از ۶ تا ۱۶ قسمت در میلیون در تغییر است (جدول ۱). الگوی عناصر خاکی نادر بهنجار شده به کندریت (داده‌ها از مرجع [۲۱]) با تهی‌شدگی LREEها (شیب مثبت از La تا Sm و نسبت La_N/Yb_N به جز یک نمونه با نسبت بیش از ۱، از ۰٫۰۷۲ تا ۰٫۴۶۷ در تغییر است)، و الگویی نسبتاً هموار برای MREE و HREEها و ناهنجاری ضعیف منفی برای Nd و Tb مشخص می‌شود (شکل ۴ الف).

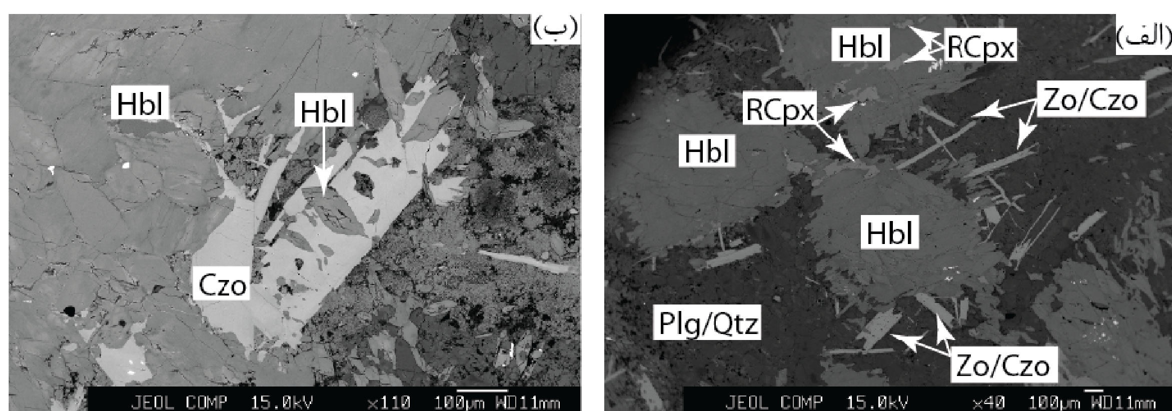
تغییرات مشاهده شده در فراوانی LREE به ویژه برای La در مقایسه با عناصر خاکی نادر دیگر زیاد است، به طوریکه فراوانی La در نمونه‌های تجزیه شده از ۰٫۳ تا ۶ برابر کندریت در تغییر است. بر اساس بررسی‌های انجام شده فراوانی عناصر خاکی نادر در آمفیبول‌های دگرگونی وابسته به دما است و با افزایش دما بر مقدار این عناصر افزوده می‌شود [۲۲].

در نمودارهای چند عنصری بهنجار شده به گوشته اولیه (داده‌ها از مرجع [۲۱])، عناصر Th، La، Sr، Zr و به طور ضعیف Ti نسبت به عناصر همسایه خود ناهنجاری منفی نشان می‌دهند (شکل ۴ ب). البته رفتار مشاهده شده برای Zr کمی پیچیده بوده و این عنصر حتی در برخی از نمونه‌های تجزیه شده ناهنجاری مثبت نیز از خود نشان می‌دهد. همچنین در این نمودار عناصر Pb و Ta نسبت به عناصر همسایه خود غنی‌شدگی نشان می‌دهند.

پلاژیوکلاز

نتایج حاصل از تجزیه عناصر کمیاب در ترکیب پلاژیوکلازهای موجود در اپیدوت- آمفیبولیت‌های شمال ارومیه در جدول ۲ نشان داده شده است. مقدار REE موجود در ترکیب پلاژیوکلازهای مورد بررسی نسبتاً پایین است، بطوریکه در نمونه‌های تجزیه شده مقدار بسیاری از عناصر خاکی نادر در ترکیب این کانی کمتر از حد آشکارسازی بود. مجموع عناصر خاکی نادر موجود در ترکیب پلاژیوکلازهای مورد بررسی برابر با ۰٫۳-۲۲٫۶۴ ppm است. الگوی عناصر خاکی نادر بهنجار شده به کندریت برای پلاژیوکلازهای مورد بررسی برای همه REEها، تقریبا هموار با شیب منفی بسیار ضعیف از La تا Sm است. نسبت La_N/Sm_N برابر با ۲٫۵۴-۶٫۷۰ است (شکل ۴ پ). ناهنجاری مشخصی برای Eu در نمونه‌های مورد بررسی دیده نشده است. نمودار چند عنصری بهنجار شده به گوشته اولیه برای پلاژیوکلاز با ناهنجاری منفی Nb، Ti و Nd، ناهنجاری مثبت Pb و Sr و غنی‌شدگی LILE (Ba و Rb) مشخص می‌شود (شکل ۴ ت).

[DOI: 10.29252/ijcm.26.2.287]

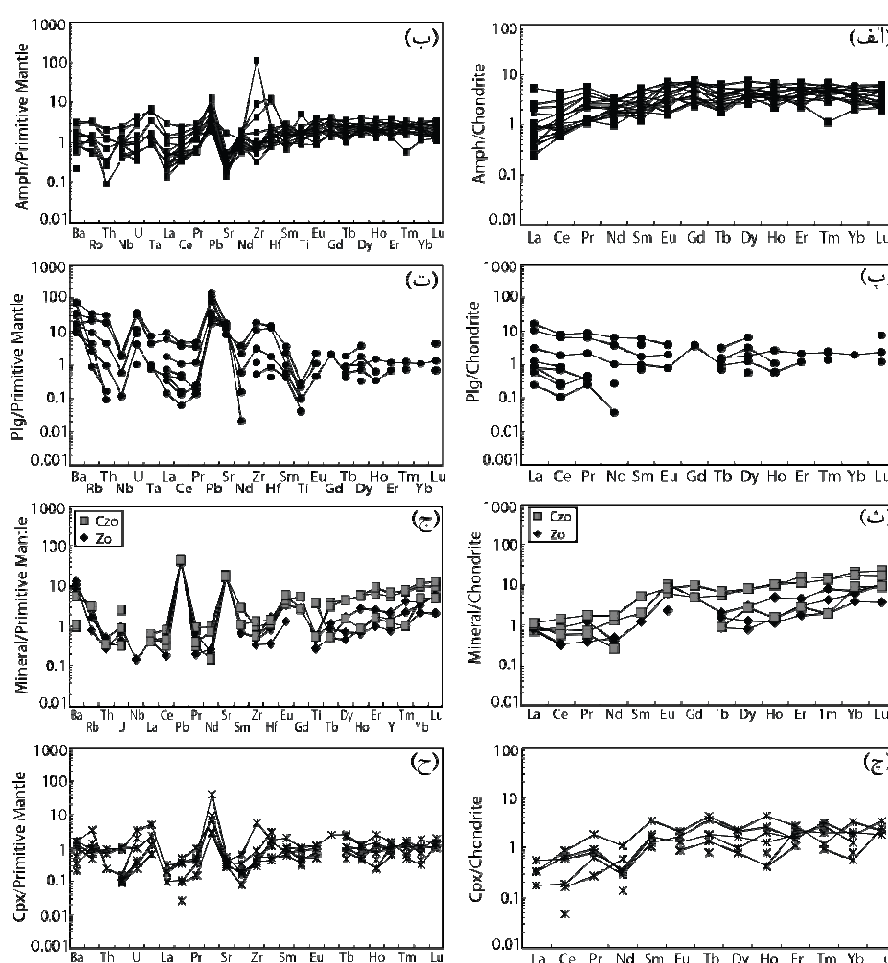


شکل ۳ تصاویر الکترون‌های پس پراکنده (BSE) از اپیدوت- آمفیبولیت‌های شمال ارومیه. (الف) منشورهای زوئیزیت و کلینوزوئیزیت به همراه هورنبلند، بقایای کلینوپیروکسن‌های اولیه در میان آمفیبول‌ها. (ب) بلورهایی از هورنبلند به صورت میانبار در کلینوزوئیزیت. Hbl: هورنبلند، Plg/Qtz: پلاژیوکلاز/ کوارتز، Zo/Czo: زوئیزیت/ کلینوزوئیزیت، Czo: کلینوزوئیزیت، RCpx: کلینوپیروکسن باقیمانده.

جدول ۱ نتایج حاصل از تجزیه عناصر کمیاب در آمفیبول‌های موجود در اپیدوت- آمفیبولیت‌های شمال ارومیه با استفاده از روش LA-ICP-MS (بر حسب ppm)

	۱	**۳**	**۴**	**۵**	**۶**	**۷**	**۸**	**۲۸**	**۲۹**	**۳۳**	**۳۴**	**۳۶**	**۳۷**	**۳۸**	**۳۹**	**۴۰**
Sc	۴۳٫۲۶	۴۴٫۰۲	۵۰٫۰۹	۴۲٫۳۶	۴۹٫۷۹	۴۹٫۷۹	۶۵٫۹۸	۷۰٫۴۶	۶۷٫۴۸	۲۵٫۱۳	۴۴٫۴۰	۷۵٫۳۲	۵۱٫۴۰	۵۴٫۳۲	۳۵٫۶۶	۷۲٫۸۶
Ti	۱۰۹۰٫۵۸	۱۸۷۷٫۱۱	۱۸۲۶٫۵۸	۲۸۷۵٫۶۷	۶۰۵۳٫۱۲	۱۹۵۶٫۹۹	۲۱۹۹٫۶۵	۱۳۷۰٫۲۳	۲۰۸۴٫۲۹	۱۲۷۹٫۹۷	۱۸۲۸٫۵۵	۱۹۶۳٫۷۷	۱۶۳۴٫۵۳	۱۷۲۳٫۳۸	۱۵۰۳٫۶۷	۱۶۹۸٫۵۴
V	۱۲۶٫۴۹	۱۸۲٫۷۱	۱۹۶٫۶۴	۱۸۸٫۷۳	۱۹۴٫۱۷	۲۰۲٫۲۸	۱۹۰٫۰۹	۱۶۴٫۶۵	۲۰۸٫۰۰	۱۰۸٫۹۳	۱۸۷٫۵۹	۱۸۸٫۵۷	۱۷۰٫۷۱	۱۷۵٫۴۵	۱۹۳٫۲۱	۱۸۷٫۳۸
Cr	۲۱۱۰٫۵۳	۹۵٫۷۹	۱۴۴٫۵۷	۲۰۹٫۱۴	۲۷۷٫۰۰	۲۶۲٫۶۴	۲۳۲٫۵۹	۳۳۱٫۷۵	۱۸۰۷٫۷۳	۱۰۷٫۳۰	۱۱۱٫۰۲	۲۶۳٫۶۷	۸۵۵٫۳۴	۱۳۲٫۸۰	۴۴٫۳۱	۷۰۶٫۲۰
Ni	۲۱۳٫۳۸	۲۸۰٫۶۷	۲۳۶٫۳۶	۲۲۲٫۰۲	۲۴۲٫۲۰	۲۳۵٫۰۰	۱۹۳٫۴۷	۱۶۹٫۵۹	۱۸۹٫۴۱	۱۶۵٫۹۱	۱۸۳٫۶۳	۱۶۱٫۱۵	۲۲۳٫۶۲	۱۸۹٫۶۴	۲۸۸٫۰۰	۱۹۷٫۹۰
Rb	b.d.	۲٫۰۶	۰٫۵۷	۰٫۷۷	b.d.	۰٫۸۹	۰٫۷۱	۰٫۸۹	۰٫۳۳	۱٫۹۲	۰٫۸۸	۰٫۸۱	b.d.	۰٫۸۰	۰٫۳۷	b.d.
Sr	۲٫۹۲	۷٫۸۹	۵٫۳۳	۵٫۷۸	۳٫۷۴	۵٫۷۱	۳٫۶۱	۴٫۴۵	۴٫۱۲	۷٫۸۴	۴٫۹۰	۱۰٫۸۲	۴٫۰۴	۳۳٫۸۵	۷٫۵۲	۳٫۷۸
Y	۴٫۸۸	۱۳٫۱۷	۸٫۹۴	۱۱٫۲۸	۷٫۳۹	۱۰٫۶۰	۶٫۸۳	۷٫۸۰	۶٫۷۶	۹٫۰۱	۹٫۰۱	۱۱٫۷۳	۸٫۱۰	۱۱٫۰۴	۱۴٫۶۶	۷٫۵۶
Zr	۳٫۴۳	۱۱۵۰٫۶۲	۱۱٫۱۲	۷٫۹۳	۷٫۵۷	۱۸٫۶۳	۶٫۲۲	۵٫۸۶	۶٫۹۸	۴۴٫۵۶	۹۴٫۵۹	۸٫۷۸	۶٫۴۰	۷٫۱۰	۹٫۰۲	۶٫۴۳
Nb	۰٫۲۷	۰٫۶۲	۰٫۵۹	۰٫۷۲	۰٫۵۱	۰٫۶۴	۰٫۳۱	۰٫۲۷	۰٫۳۸	۱٫۶۴	۱٫۳۸	۰٫۶۱	۰٫۳۹	۰٫۶۱	۰٫۸۷	۰٫۵۲
Ba	۱٫۴۹	۲۱٫۲۷	۷٫۳۶	۹٫۷۲	۴٫۰۷	۹٫۳۴	۵٫۷۲	۴٫۲۷	۵٫۸۳	۱۹٫۱۴	۸٫۹۰	۱۱٫۴۷	۴٫۲۷	۱۱٫۹۰	۵٫۸۴	۳٫۹۰
La	۰٫۲۰	۰٫۶۱	۰٫۲۷	۰٫۲۶	۰٫۳۴	۰٫۳۹	۰٫۱۷	۰٫۳۶	۰٫۰۹	۱٫۹۶	۰٫۹۳	۰٫۸۰	۰٫۱۴	۰٫۳۱	۰٫۱۴	۰٫۱۵
Ce	۰٫۶۳	۱٫۴۶	۱٫۰۳	۱٫۳۴	۰٫۸۱	۱٫۶۶	۰٫۷۳	۰٫۷۲	۰٫۵۷	۴٫۱۳	۲٫۹۱	۲٫۲۰	۰٫۶۴	۱٫۰۴	۱٫۳۱	۰٫۵۶
Pr	۰٫۱۵	۰٫۳۰	۰٫۱۶	۰٫۳۵	۰٫۱۸	۰٫۵۳	۰٫۱۵	۰٫۱۶	۰٫۱۷	۰٫۷۵	۰٫۶۱	۰٫۵۱	۰٫۱۵	۰٫۳۲	۰٫۳۸	۰٫۱۶
Nd	۱٫۲۴	۱٫۵۹	۱٫۵۱	۱٫۸۱	۱٫۳۱	۱٫۹۹	۱٫۲۰	۱٫۰۴	۰٫۷۱	۲٫۳۹	۲٫۱۶	۲٫۱۴	۱٫۱۶	۱٫۴۶	۲٫۱۷	۱٫۴۷
Sm	۰٫۴۱	۰٫۶۴	۰٫۸۹	۰٫۴۳	۰٫۴۷	۱٫۱۲	۰٫۵۸	۰٫۳۵	۰٫۴۶	۰٫۸۲	۰٫۶۰	۱٫۱۹	۰٫۴۰	۰٫۲۸	۱٫۰۶	۰٫۷۰
Eu	۰٫۱۴	۰٫۵۷	۰٫۴۹	۰٫۵۸	۰٫۲۶	۰٫۵۶	۰٫۲۰	۰٫۳۰	۰٫۲۵	۰٫۲۷	۰٫۳۶	۰٫۳۸	۰٫۳۳	۰٫۳۲	۰٫۶۰	۰٫۱۵
Gd	۰٫۸۶	۲٫۲۰	۲٫۲۹	b.d.	۱٫۱۳	۱٫۳۲	۱٫۷۱	۱٫۵۱	۱٫۲۰	۱٫۰۱	۲٫۰۶	۱٫۸۴	۰٫۷۴	۱٫۹۸	۱٫۹۸	۰٫۸۹
Tb	۰٫۱۵	۰٫۳۱	۰٫۲۳	۰٫۲۰	۰٫۱۰	۰٫۲۴	۰٫۱۳	۰٫۱۹	۰٫۱۱	۰٫۱۷	۰٫۳۱	۰٫۲۳	۰٫۲۱	۰٫۱۸	۰٫۳۶	۰٫۱۱
Dy	۱٫۰۲	۱٫۹۴	۱٫۶۷	۱٫۶۸	۱٫۳۹	۱٫۹۷	۱٫۴۰	۱٫۵۱	۱٫۵۷	۱٫۳۲	۱٫۸۱	۲٫۰۷	۱٫۹۶	۱٫۵۵	۲٫۷۸	۱٫۵۹
Ho	۰٫۲۹	۰٫۳۹	۰٫۲۸	۰٫۵۳	۰٫۱۹	۰٫۳۶	۰٫۲۹	۰٫۲۷	۰٫۳۲	۰٫۲۹	۰٫۳۱	۰٫۴۷	۰٫۲۳	۰٫۳۶	۰٫۵۶	۰٫۳۴
Er	۰٫۶۳	۱٫۴۰	۰٫۹۴	۱٫۶۵	۰٫۹۹	۱٫۳۰	۰٫۸۸	۱٫۲۰	۰٫۶۹	۱٫۱۴	۰٫۹۱	۱٫۳۷	۱٫۰۴	۰٫۵۷	۱٫۱۳	۰٫۶۸
Tm	۰٫۰۴	۰٫۱۹	۰٫۱۸	۰٫۲۱	۰٫۲۲	۰٫۱۷	۰٫۱۰	۰٫۱۴	۰٫۱۳	۰٫۱۷	۰٫۱۷	۰٫۱۹	۰٫۱۳	۰٫۱۸	۰٫۲۴	۰٫۱۴
Yb	۰٫۵۰	۱٫۵۰	۰٫۹۹	۰٫۷۸	۰٫۸۹	۰٫۹۱	۰٫۹۷	۰٫۶۱	۰٫۶۷	۱٫۰۳	۱٫۳۴	۱٫۱۷	۰٫۷۵	۱٫۱۹	۱٫۳۱	۱٫۰۵
Lu	۰٫۰۸	۰٫۲۴	۰٫۱۰	۰٫۱۷	۰٫۰۸	۰٫۱۹	۰٫۱۱	۰٫۱۰	۰٫۱۱	۰٫۱۴	۰٫۱۸	۰٫۱۹	۰٫۰۹	۰٫۱۷	۰٫۲۳	۰٫۰۷
Hf	۰٫۲۳	۰٫۵۹	۰٫۳۱	۰٫۴۳	۰٫۲۵	۰٫۶۱	۰٫۴۸	۰٫۳۵	۰٫۶۷	۳٫۰۸	۳٫۵۹	۰٫۴۹	۰٫۵۲	۰٫۵۰	۰٫۳۱	۰٫۲۴
Ta	۰٫۰۳	b.d.	b.d.	۰٫۰۶	b.d.	۰٫۰۴	b.d.	b.d.	۰٫۰۶	۰٫۲۲	۰٫۲۶	۰٫۱۳	b.d.	b.d.	b.d.	b.d.
Pb	۰٫۴۲	۱٫۹۶	۰٫۴۹	۰٫۸۱	۰٫۳۰	۰٫۵۸	۰٫۳۴	۰٫۵۹	۰٫۴۴	۱٫۱۴	۰٫۸۳	۱٫۷۴	۰٫۳۵	۰٫۶۱	۰٫۳۰	۰٫۳۳
Th	b.d.	۰٫۱۰	b.d.	۰٫۰۶	b.d.	b.d.	b.d.	۰٫۰۱	b.d.	۰٫۱۷	۰٫۰۲	۰٫۱۰	b.d.	b.d.	۰٫۰۳	b.d.
U	۰٫۰۱	۰٫۰۶	۰٫۰۲	۰٫۰۲	۰٫۰۲	۰٫۰۳	۰٫۰۱	b.d.	b.d.	۰٫۰۹	۰٫۰۶	۰٫۰۲	۰٫۰۱	۰٫۰۱	b.d.	b.d.

[DOI: 10.29252/ijcm.26.2.287]



شکل ۴ الگوی عناصر خاکی نادر و نمودارهای چندعنصری برای کانی‌های آمفیبول، پلاژیوکلاز، کانی‌های گروه اپیدوت و کلینوپیروکسن‌های باقیمانده از سنگ اولیه.

زوئیزیت و کلینوزوئیزیت

تمرکز عناصر نادر و کمیاب موجود در ترکیب اپیدوت‌های مورد بررسی در جدول ۲ به تفکیک برای زوئیزیت و کلینوزوئیزیت ارائه شده است. تمرکز عناصر خاکی نادر موجود در ترکیب اپیدوت‌ها متغیر بوده و مجموع این عناصر در نمونه‌های تجزیه شده برای کلینوزوئیزیت از ۱۱٫۴۲۸ تا ۴۸٫۵۸۳ و برای زوئیزیت از ۶٫۸۲۱ تا ۱۸٫۳۳۸ قسمت در میلیون در تغییر است. الگوی عناصر خاکی نادر بهنجار شده به کندریت (داده‌ها از مرجع [۲۱]) با تهی‌شدگی LREE در مقایسه با HREE (La_N/Yb_N = ۰٫۰۳۵ – ۰٫۱۱۶ برای کلینوزوئیزیت و La_N/Yb_N = ۰٫۱۱۱ – ۰٫۱۹۵ برای زوئیزیت)، وجود رابطه تقریباً هموار از La تا Nd (La_N/Nd_N = ۰٫۵۵۸ – ۳٫۹۲۳ برای کلینوزوئیزیت و La_N/Nd_N = ۱٫۶۲۵ – ۱٫۹۷۵ برای زوئیزیت)، ناهنجاری ضعیف مثبت Eu (Eu_N/Eu^*_N = ۱٫۱۶۳ – ۳٫۳۵۸ برای کلینوزوئیزیت و Eu_N/Eu^*_N = ۲٫۴۶۱ برای زوئیزیت) و شیب مثبت برای HREE (Dy_N/Yb_N = ۰٫۳۰۹– ۰٫۴۴۶ برای کلینوزوئیزیت و Dy_N/Yb_N = ۰٫۱۳۴ – ۰٫۴۱۹ برای زوئیزیت) مشخص می‌شوند (شکل ۴ ث).

در نمودارهای چند عنصری بهنجار شده به گوشته اولیه، عناصر Pb، Sr و Ba نسبت به عناصر همسایه خود غنی‌شدگی بارزی را نشان می‌دهند (شکل ۴ ج). در مقابل، عناصر Nb، Th، Ti و به مقدار کمتری Zr و Hf نسبت به عناصر همسایه خود تهی‌شدگی نشان می‌دهند. مقدار Ta در همه نمونه‌های تجزیه شده کمتر از حد آشکارسازی است. بررسی‌های انجام گرفته نشان داده است که عناصر Pb و Sr دارای سازگاری زیادی در ساختمان کانی‌های گروه اپیدوت به ویژه زوئیزیت و کلینوزوئیزیت هستند (برای مثال، [۲۳]). فراوانی این عناصر در کلینوزوئیزیت به صورت Sr = ۱۶٫۵۴۰ – ۱۹٫۱۱۳ ×PM[1] و

1- PM: Primitive Mantle

[DOI: 10.29252/ijcm.26.2.287]

Pb = ۴۲٫۴۶۷– ۴۷٫۹۳۳ ×PM و در زوئیزیت برابر با Sr = ۱۸٫۲۵۳ – ۱۸٫۵۴۵ ×PM و Pb = ۳۸٫۰۶۷ – ۴۰٫۷۳۳ ×PM است. مقایسه فراوانی Ba در زوئیزیت و کلینوزوئیزیت بیانگر تفاوت بارزی در مقدار این عنصر در ترکیب این دو کانی است. در مقایسه با کلینوزوئیزیت، Ba به شدت در زوئیزیت تمرکز یافته است. نسبت Ba در کلینوزوئیزیت به Ba در زوئیزیت در نمونه‌های تجزیه شده از ۰٫۰۸۹ تا ۰٫۴۱۳ در تغییر است.

کلینوپیروکسن‌های باقیمانده از سنگ اولیه

نتایج حاصل از تجزیه عناصر کمیاب موجود در ترکیب کلینوپیروکسن‌های باقیمانده از سنگ اولیه در جدول ۳ ارائه شده است. کلینوپیروکسن‌های باقیمانده دارای مقادیر متوسطی از عناصر سازگار Sc (۲۷٫۵۴-۱۰۹٫۹۵ ppm)، V (۷۲٫۸۸-۱۹۵٫۰۸ ppm)، Ni (۵۷٫۷۹-۱۲۱٫۹۴ ppm)، مقادیر متغیر از Cr (۳۶٫۳۳-۱۰۵۴٫۳۰ ppm)، مقادیر پایین REE (مجموع REE برای نمونه‌های تجزیه شده کمتر از ۸ قسمت در میلیون است)، مقادیر پایین LILE (کمتر از ۱۰ ppm) و مقادیر پایین HSFE به جز Ti (۳۶۲٫۸۲-۱۲۵۰٫۲۰ ppm) هستند. الگوی عناصر خاکی نادر بهنجار شده به کندریت (داده‌ها از مرجع [۲۱]) با شیب کم و مثبت (La_N/Sm_N = ۰٫۱۰ – ۰٫۳۰) و الگوی نسبتاً هموار از Eu تا Lu (Tb_N/Yb_N = ۰٫۶۷-۱٫۴۶) مشخص می‌شوند (شکل ۴ چ). در این نمودار، عناصر Nd و Eu ناهنجاری منفی ضعیفی نشان می‌دهند. در نمودار چند عنصری بهنجار شده به گوشته اولیه، عناصر Th و Nb ناهنجاری منفی و Pb ناهنجاری مثبت نشان می‌دهند (شکل ۴ ح).

جدول ۲ نتایج حاصل از تجزیه عناصر کمیاب موجود در کانی‌های پلاژیوکلاز، زوئیزیت و کلینوزوئیزیت در اپیدوت- آمفیبولیت‌های شمال ارومیه با استفاده از روش LA-ICP-MS (برحسب ppm).

	پلاژیوکلاز								زوئیزیت			کلینوزوئیزیت			
	۱۱	۱۷	۲۱	۲۲	۲۳	۲۶	۳۰	۳۲	۱۰	۱۵	۱۶	۲۴	۳۱	۱۳	۱۴
Sc	b.d.	۲٫۷	b.d.	b.d.	b.d.	b.d.	b.d.	b.d.	۱۴٫۸۵	۲٫۰۶	۵٫۳۹	bd.	۲۱٫۳۴	۶٫۹۸	۲۷٫۴۸
Ti	b.d.	۳۴۵٫۹۸	۱۱۰٫۳۳	۱۲۰٫۸۶	۵۱٫۲۷	۴۷٫۴۱	۲۶۶٫۸۱	b.d.	۵۸۴٫۳۳	۳۳۵٫۶۳	b.d.	۴۶۲۷٫۰۹	۶۶۷٫۱۵	۳۹۳٫۸۵	۶۵۲٫۲۳
V	۲٫۱۳	۲٫۱۹	۱۰٫۲۳	۲۹٫۳۹	۳٫۵۲	b.d.	۳٫۷۴	۰٫۶۸	۴۳٫۰۸	۹٫۶۳	۱۸٫۹۵	۱۱٫۵۱	۵۶٫۵۶	۲۰٫۷۹	۷۲٫۰۲
Cr	۴۲٫۵۸	۳۵۱٫۹۲	۱۷۷٫۵۳	۸۸۱٫۳۳	۵۱٫۲۴	۸۲٫۳۹	۱۱۰٫۳۶	۴۹٫۸۰	۴۶٫۱۶	۶۱٫۹۴	۶۵٫۱۴	۴۲٫۰۲	۵۰٫۹۹	۴۰٫۷۵	۴۹٫۰۷
Ni	b.d.	۴٫۲۵	۱۰٫۳۷	۳۱٫۷۱	۲٫۸۶	b.d.	۲٫۴۹	۲٫۵۹	۱۸٫۵۶	b.d.	۶٫۱	۲٫۵۱	۱۲٫۳۷	b.d.	b.d.
Rb	۲٫۵۵	۲۰٫۵۲	۵٫۵۵	۱۲٫۵۴	۱٫۵۶	۰٫۵۳	۱۴٫۱۴	۱٫۵۴	۰٫۹۹	۰٫۴۸	۱٫۷۷	۱٫۸۷	b.d.	۰٫۶۵	b.d.
Sr	۲۷۶٫۲۱	۱۶۱٫۹۸	۲۳۸٫۹۳	۳۳۰٫۴۳	۳۱۸٫۲۴	۳۴۴٫۲۶	۲۳۹٫۴۷	۳۲۳٫۲۲	۳۶۳٫۳۹	۳۶۳٫۲۳	۳۶۹٫۰۴	۳۸۰٫۳۴	۳۳۰٫۷۸	۳۲۹٫۱۴	۳۵۶٫۴۰
Y	۰٫۲۵	۵٫۳۱	۰٫۸۷	۰٫۴۹	۰٫۲۹	b.d.	۳٫۷۶	۰٫۱۳	۹٫۲۴	۶٫۳۳	۳٫۴۳	۵٫۱۸	۲۳٫۹۱	۹٫۸۰	۲۸٫۹۹
Zr	b.d.	۱۸۸٫۰۷	۳۲٫۳۹	۱۲٫۴۹	۵٫۴۸	b.d.	۱۱۲٫۸۸	b.d.	۵٫۶۹	۴٫۷۸	۳٫۵۹	۵٫۸۵	۱۰٫۳۷	۵٫۸۳	۱۳٫۸۴
Nb	b.d.	۱٫۳۱	۰٫۳۸	b.d.	۰٫۰۸	b.d.	۱٫۱۶	b.d.	۰٫۱۰	b.d.	b.d.	b.d.	b.d.	b.d.	b.d.
Ba	۶۰٫۰۴	۴۸۰٫۶۷	۱۰۳٫۱۶	۱۰۷٫۳۰	۶۴٫۶۸	۱۹۹٫۴۳	۲۳۳٫۱۰	۴۵۴٫۸۰	۸۸٫۳۶	۷۱٫۰۳	۵۶٫۳۴	۳۶٫۴۶	۶٫۳۲	۱۸٫۷۸	۷٫۳
La	۰٫۰۹	۶٫۰۱	۱٫۱۳	۰٫۴۶	۰٫۳۰	۰٫۲۱	۳٫۸۱	۰٫۳۲	۰٫۲۹	۰٫۲۹	۰٫۲۸	۰٫۳۷	۰٫۴۱	۴٫۱۰	۰٫۲۶
Ce	۰٫۱۰	۷٫۶۲	۱٫۷۹	۰٫۸۳	۰٫۶۷	۰٫۲۲	۶٫۲۱	۰٫۲۷	۰٫۸۴	۰٫۳۲	۰٫۳۰	۰٫۵۵	۱٫۳۷	۶٫۹۱	۰٫۷۶
Pr	۰٫۰۳	۱٫۲۱	۰٫۲۹	b.d.	۰٫۰۵	۰٫۰۶	۰٫۸۸	b.d.	۰٫۱۷	۰٫۰۵	b.d.	۰٫۰۸	۰٫۲۴	۰٫۸۶	۰٫۱۰
Nd	۰٫۰۳	۴٫۵۹	۰٫۷۴	b.d.	b.d.	b.d.	۲٫۶۷	۰٫۱۹	۰٫۲۸	۰٫۳۴	۰٫۳۳	۰٫۱۹	۱٫۲۱	۳٫۳۶	۰٫۹۲
Sm	b.d.	۱٫۴۲	۰٫۲۳	۰٫۹۱	۰٫۱۷	b.d.	۰٫۴۰	b.d.	۰٫۲۸	b.d.	b.d.	b.d.	۱٫۱۸	۰٫۶۰	۰٫۴۵
Eu	b.d.	۰٫۳۴	۰٫۰۷	b.d.	b.d.	b.d.	۰٫۱۷	b.d.	۰٫۵۲	۰٫۶۶	۰٫۲۰	۰٫۵۵	۰٫۷۱	۰٫۷۸	۰٫۹۰
Gd	b.d.	b.d.	۱٫۱۴	b.d.	۱٫۰۸	b.d.	b.d	b.d.	۱٫۵۲	b.d.	b.d.	b.d.	۲٫۹۷	b.d.	۱٫۴۸
Tb	b.d.	۰٫۰۸	۰٫۰۶	۰٫۱۸	b.d	b.d.	۰٫۰۹	۰٫۰۴	۰٫۱۲	۰٫۰۵	۰٫۰۹	۰٫۰۵	۰٫۳۹	۰٫۱۸	۰٫۳۲
Dy	b.d.	۱٫۱۹	۰٫۴۸	۲٫۴۹	۲٫۲۲	b.d.	۰٫۶۹	b.d.	۱٫۱۴	۰٫۳۱	۰٫۴۸	۱٫۰۳	۳٫۰۰	۰٫۵۵	۲٫۹۹
Ho	b.d.	۰٫۰۹	۰٫۰۵	b.d.	b.d	b.d.	۰٫۲۲	۰٫۰۵	۰٫۴۱	۰٫۱۳	۰٫۱۰	۰٫۱۳	۰٫۸۸	۰٫۲۹	۰٫۸۵
Er	b.d.	b.d.	۰٫۳۰	b.d.	b.d	b.d.	۰٫۵۲	b.d.	۱٫۱۲	۰٫۷۷	۰٫۴۴	۰٫۷۰	۲٫۸۲	۱٫۴۲	۴٫۰۳
Tm	b.d.	۰٫۰۹	b.d.	b.d.	b.d	b.d.	۰٫۰۸	۰٫۰۵	۰٫۲۸	۰٫۱۵	۰٫۰۷	۰٫۰۷	۰٫۴۹	۰٫۲۱	۰٫۵۳
Yb	b.d.	b.d.	b.d.	b.d.	b.d	b.d.	۰٫۴۸	b.d.	۱٫۷۷	۱٫۴۸	۰٫۹۶	۲٫۱۸	۴٫۳۸	۲٫۲۷	۵٫۱۵
Lu	۰٫۰۵	b.d.	b.d.	۰٫۲۹	b.d	b.d.	۰٫۰۹	b.d.	۰٫۳۵	۰٫۴۱	۰٫۱۴۲	۰٫۳۴	۰٫۶۵	۰٫۳۸	۰٫۸۶
Hf	۰٫۱۲	۴٫۰۷	۰٫۵۰	b.d.	۰٫۲۴	b.d.	۳٫۵۵	b.d.	۰٫۴۶	۰٫۲۴	۰٫۱۰	۰٫۳۱	۰٫۳۳	۰٫۱۷	۰٫۴۰
Pb	۰٫۰۴	۰٫۲۷	b.d.	b.d.	۰٫۰۳	b.d.	۰٫۱۶	b.d.	۵٫۷۱	۶٫۱۱	۶٫۰۳	۷٫۱۹	۶٫۳۷	۶٫۷۹	۶٫۶۹
Th	۲٫۶۵	۱۶٫۴۸	۵٫۵۸	۲۲٫۶۹	۴٫۲۲	۳٫۴	۱۱٫۵۱	2.56	۰٫۰۴	۰٫۰۲۲	۰٫۰۲۵	۰٫۰۳	b.d.	۰٫۰۴	b.d.
U	۰٫۰۱	۲٫۴۴	۰٫۳۵	b.d.	۰٫۰۸	۰٫۰۱	۱٫۴۵	b.d.	۰٫۰۲	۰٫۰۲	۰٫۰۱	۰٫۰۱	۰٫۰۲	۰٫۱۴	۰٫۰۵

b.d.: کمتر از حد شناسایی

[DOI: 10.29252/ijcm.26.2.287]

جدول ۳ نتایج حاصل از تجزیه عناصر کمیاب در کلینوپیروکسن‌های باقیمانده از سنگ اولیه در اپیدوت- آمفیبولیت‌های شمال ارومیه با استفاده از روش LA-ICP-MS (بر حسب ppm).

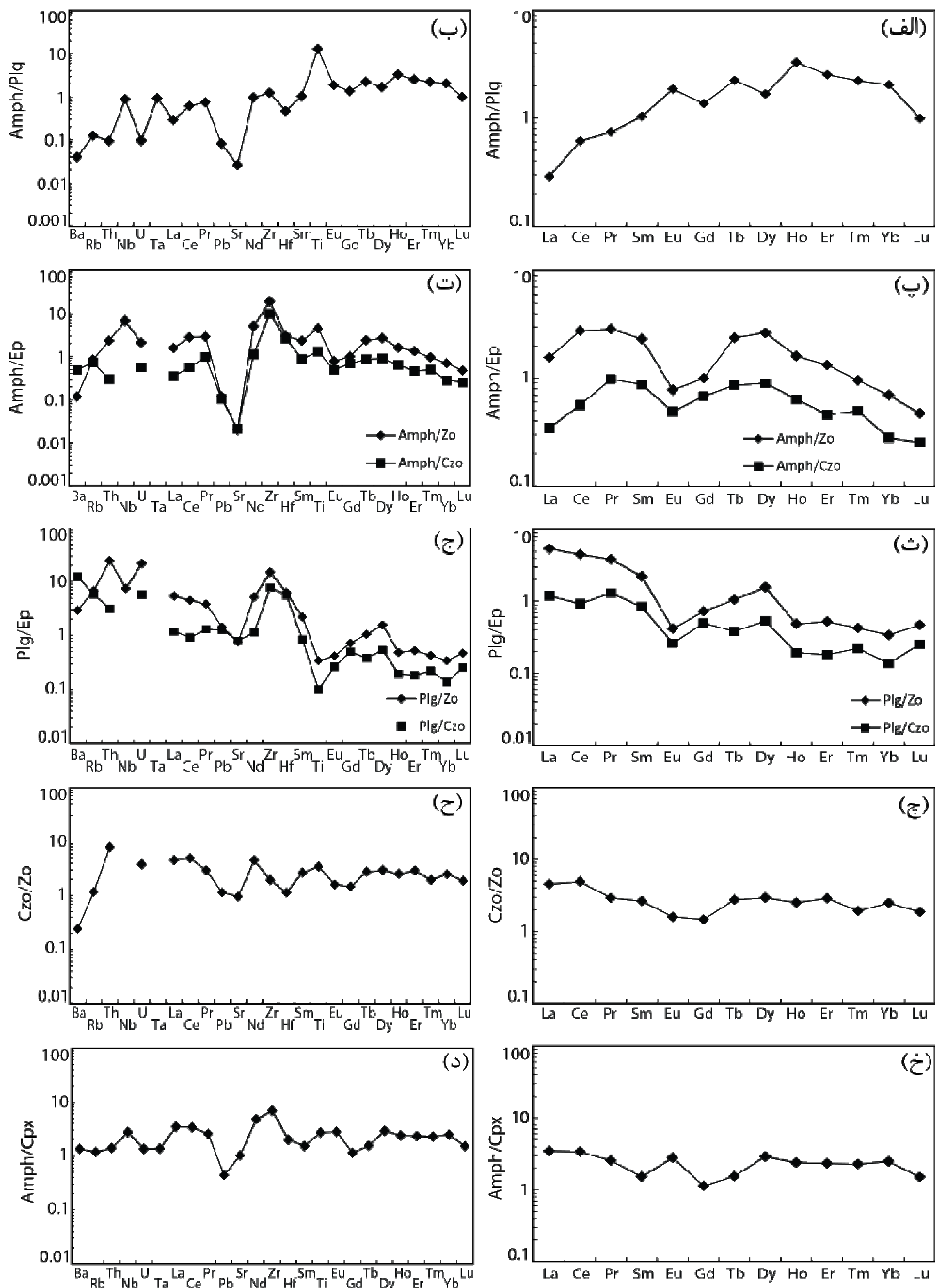
	۲	۹	۱۲	۱۹	۲۰	۲۷	۳۵		۲	۹	۱۲	۱۹	۲۰	۲۷	۳۵
Sc	۶۷٫۳۵	۹۹٫۷۶	۱۰۹٫۳۱	۲۷٫۵۴	۴۱٫۷۱	۱۰۱٫۵۸	۱۰۹٫۹۵	Sm	۰٫۴۲	۰٫۸۰	b.d.	۰٫۲۴	b.d.	۰٫۲۹	۰٫۳۸
Ti	۱۱۰۶٫۵۷	۱۲۵۰٫۱۸	۳۶۲٫۸۲	۴۲۲٫۲۱	۶۱۳٫۸۰	۱۰۰۴٫۸۵	۵۳۰٫۶۴	Eu	b.d.	۰٫۱۸	b.d.	b.d.	۰٫۰۸	۰٫۱۴	۰٫۱۱
V	۹۴٫۳۹	۱۶۲٫۱۴	۱۹۵٫۰۸	۸۲٫۸۸	۱۰۵٫۲۷	۱۱۴٫۰۶	۱۰۱٫۹۱	Gd	b.d.	۱٫۳۳	b.d.	b.d.	b.d.	b.d.	b.d.
Cr	۱۰۵۴٫۲۹	۲۱۳٫۷۲	۴۴۴٫۲۴	۳۶٫۳۳	۱۱۳٫۴۹	۲۰۷٫۹۶	۴۵۱٫۰۹	Tb	۰٫۱۱	۰٫۲۵	۰٫۰۵	b.d.	۰٫۰۸	۰٫۲۱	۰٫۱۰
Ni	۸۲٫۱۰	۱۱۰٫۰۸	۵۷٫۷۹	۹۷٫۶۱	۱۲۱٫۹۴	۶۷٫۲۴	۶۰٫۳۱	Dy	۰٫۶۲	۰٫۸۴	b.d.	b.d.	۰٫۳۰	۰٫۷۹	۰٫۳۷
Rb	۰٫۸۱	۰٫۴۰	b.d.	۰٫۲۸	۰٫۵۴	۰٫۶۱	۲٫۰۳	Ho	۰٫۱۱	۰٫۳۷	۰٫۰۴	۰٫۰۷	۰٫۰۴	۰٫۲۲	۰٫۱۷
Sr	۵٫۵۸	۸٫۱۸	۵٫۴۵	۶٫۳۱	۷٫۳۶	۶٫۶۲	۱۰٫۵۲	Er	۰٫۴۴	۰٫۶۶	۰٫۲۷	b.d.	۰٫۵۴	۰٫۳۷	۰٫۳۷
Y	۲٫۵۴	۶٫۰۶	۱٫۴۱	۲٫۳۱	۳٫۴۱	۴٫۱۷	۲٫۷۲	Tm	۰٫۱۰	۰٫۰۴	b.d.	۰٫۰۳	۰٫۰۷	۰٫۱۱	b.d.
Zr	۲٫۹۹	۵۸٫۵۹	۵٫۵۱	۵٫۴۴	۸٫۴۶	۳٫۶۹	۴٫۱۲	Yb	۰٫۳۱	۰٫۸۰	۰٫۲۰	۰٫۱۴	۰٫۴۹	۰٫۴۳	b.d.
Nb	۰٫۰۷	۰٫۶۰	۰٫۰۶	۰٫۰۶	۰٫۰۸	۰٫۶۸	۰٫۱۰	Lu	b.d.	۰٫۰۸	b.d.	۰٫۰۹	۰٫۰۷	۰٫۱۳	b.d.
Ba	۳٫۷۵	۸٫۱۲	۱٫۳۹	۶٫۸۰	۱۰٫۶۹	۲٫۲۷	۱۰٫۵۱	Hf	b.d.	۰٫۴۹	۰٫۳۳	۰٫۱۵	۰٫۸۴	۰٫۴۵	۰٫۱۲
La	۰٫۲۰	۰٫۱۳	b.d.	b.d.	b.d.	۰٫۰۶	۰٫۱۲	Ta	b.d.	۰٫۱۹	۰٫۰۲	۰٫۰۵	b.d.	۰٫۰۸	b.d.
Ce	۰٫۵۶	۰٫۸۳	b.d.	۰٫۰۵	۰٫۱۶	۰٫۱۸	۰٫۶۳	Pb	۱٫۳۷	۱٫۰۷	۰٫۴۱	۰٫۴۳	۰٫۴۵	۱٫۳۷	۶٫۰۵
Pr	۰٫۱۱	۰٫۲۵	b.d.	b.d.	۰٫۰۴	۰٫۰۹	۰٫۱۳	Th	b.d.	۰٫۰۷	b.d.	b.d.	b.d.	۰٫۰۵	۰٫۰۲
Nd	۰٫۲۶	۰٫۷۷	۰٫۱۰	b.d.	۰٫۴۲	۰٫۲۱	۰٫۲۳	U	۰٫۰۱	۰٫۰۷	۰٫۰۰	۰٫۰۱	۰٫۰۱	۰٫۰۲	۰٫۰۴

برداشت

جهت بررسی توزیع عناصر کمیاب در کانی‌های موجود در اپیدوت- آمفیبولیت‌های شمال ارومیه، می‌توان از ضریب توزیع عناصر در کانی‌های سنگ‌های دگرگونی استفاده کرد. تاکنون پژوهش‌های بسیاری پیرامون تعیین ضریب توزیع عناصر کمیاب به ویژه عناصر خاکی نادر در کانی‌های سنگ‌های دگرگونی صورت گرفته است (برای مثال، [۱، ۳-۶]).

بر اساس بررسی‌های مالدونی و همکارش [۵] عناصر خاکی نادر بیشتر جانشین کلسیم در کانی‌های پلاژیوکلاز (جایگاه A)، آمفیبول (جایگاه M4) و اپیدوت (جایگاه A) می‌شوند. در اینجا برای بررسی توزیع عناصر کمیاب در فازهای همزیست آمفیبول، پلاژیوکلاز و کانی‌های گروه اپیدوت از ضریب توزیع نرنست [۲۴] استفاده شد. ضریب توزیع نرنست بر اساس نسبت فراوانی یک عنصر در دو فاز تعیین می‌شود. توزیع عناصر خاکی نادر و کمیاب در کانی‌های موجود در اپیدوت- آمفیبولیت‌های شمال ارومیه در شکل ۵ نشان داده شده است. بر اساس نمودار توزیع عناصر خاکی نادر و کمیاب بین آمفیبول و پلاژیوکلاز (شکل‌های ۵ الف و ب)، MREE و HREE دارای تمرکز بیشتری در آمفیبول و LREE دارای فراوانی بیشتری در پلاژیوکلاز هستند. فراوانی Eu در آمفیبول‌های مورد بررسی در مقایسه با پلاژیوکلازهای همزیست آمفیبول‌ها بیشتر است. همچنین این عنصر در نمودارهای عناصر خاکی نادر بهنجار شده به کندریت برای پلاژیوکلاز ناهنجاری مشخصی نشان نمی‌دهد. این امر می‌تواند به این معنی باشد که Eu در سنگ‌های مورد بررسی به صورت سه ظرفیتی است. ناگاساوا [۲۵] با استفاده از ضریب تفکیک Sr، نسبت Eu^{2+}/Eu^{3+} را محاسبه کرد. همچنین در این زمینه، باو [۲۶] معتقد است که نسبت Eu^{2+}/Eu^{3+} در سنگ‌های دگرگونی علاوه بر گریزندگی اکسیژن، به شدت وابسته به دما بوده و مقدار گریزندگی اکسیژن لازم برای کاهش Eu^{3+} به Eu^{2+} با افزایش دما افزایش می‌یابد. براساس بررسی‌های ایشان، تأثیر pH بر این نسبت کم بوده و فشار تقریباً بی‌تأثیر است. بررسی رفتار عناصر کمیاب دیگر در زوج کانی پلاژیوکلاز و آمفیبول بیانگر بالا بودن مقادیر LILE (Rb، Ba و Sr)، Th، U، Pb و Hf در پلاژیوکلاز و فراوانی بیشتر Ti در آمفیبول است.

[DOI: 10.29252/ijcm.26.2.287]



شکل ۵ بررسی توزیع عناصر خاکی نادر و کمیاب در زوج کانی‌های (الف) و (ب) آمفیبول و پلاژیوکلاز، (پ) و (ت) آمفیبول و کانی‌های گروه اپیدوت، (ث) و (ج) پلاژیوکلاز و کانی‌های گروه اپیدوت، (چ) و (ح) کلینوزوئیزیت و زوئیزیت، (خ) و (د) آمفیبول و کلینوپیروکسن‌های باقیمانده از سنگ اولیه.

[DOI: 10.29252/ijcm.26.2.287]

بررسی توزیع عناصر خاکی نادر و کمیاب در زوج کانی آمفیبول و کانی‌های گروه اپیدوت (زوئیزیت و کلینوزوئیزیت)، بیانگر تمرکز بالای MREE (به جز Eu و Gd) در آمفیبول و LREE و HREE در کانی‌های گروه اپیدوت است (شکل‌های ۵ پ و ت). طرح کلی نسبت آمفیبول/کانی‌های گروه اپیدوت برای عناصر خاکی نادر و کمیاب برای هر دو کانی زوئیزیت و کلینوزوئیزیت یکسان است. با این وجود، کلینوزوئیزیت در مقایسه با زوئیزیت دارای مقادیر بالاتری از عناصر خاکی نادر و کمیاب است. عناصر LILE دارای فراوانی بالایی در کانی‌های گروه اپیدوت هستند. در حالی که آمفیبول تمرکز بالایی از عناصر Zr ،Nb و Hf در ترکیب خود دارد (شکل ۵ ت).

مقایسه کانی‌های گروه اپیدوت با پلاژیوکلاز در سنگ‌های مورد بررسی نشان‌دهنده بالا بودن فراوانی LREE، Zr ،LILE و Hf در پلاژیوکلاز است (شکل‌های ۵ ث و ج). Eu و Gd دارای فراوانی بالایی در کانی‌های گروه اپیدوت هستند. توزیع Sr و Pb در پلاژیوکلاز و کانی‌های گروه اپیدوت در سنگ‌های مورد بررسی تقریباً یکسان بوده و نسبت این دو عنصر در پلاژیوکلاز و کانی‌های گروه اپیدوت تقریباً برابر با یک است. در مقایسه بین این دو کانی، Ti بیشتر وارد ساختار کانی‌های گروه اپیدوت شده است.

در بررسی‌های مختلفی پیرامون توزیع عناصر کمیاب مختلف در کانی‌های موجود در سنگ‌های دگرگونی بویژه دگرگونی فشار بالا و دمای پایین، کانی‌های گروه اپیدوت (زوئیزیت و در مواردی کلینوزوئیزیت) و سیال و گدازه در مناطق مختلف (برای مثال [۱، ۴، ۷، ۲۳، ۲۷-۳۱]) نشان داده‌اند که عناصر Pb ،Th ،U ،LREE و Sr به طور ترجیحی وارد ساختمان کانی‌های گروه اپیدوت می‌شوند. در حالی که این پژوهش نشان می‌دهد که برخلاف روندهای مشاهده شده در دیگر نقاط جهان (مانند گارنت- آمفیبولیت‌های کالیفرنیای جنوبی [۳۲]، اکلوژیت‌های آلپ [۳۳] و اکلوژیت‌های دابیشان چین [۳])، HREEها در اپیدوت‌های موجود در آمفیبولیت‌های شمال ارومیه دارای تمرکز بالایی هستند. گرچه در این مورد، بررسی ضریب توزیع Eu در زوئیزیت و سیالات [۸] نشان داد که تمرکز MREE در ساختار این کانی بیشتر از LREE است. همچنین بررسی جدایش عناصر خاکی نادر در کانی‌های گروه اپیدوت در سیستم‌های ماگمایی [۲۷] نشان داد که زوئیزیت بیشتر MREE را در خود متمرکز می‌کند. در حالیکه عناصر LREE و MREE در مقایسه با HREE در ساختار کلینوزوئیزیت و اپیدوت غنی‌تر هستند. البته پژوهش چندانی پیرامون توزیع عناصر کمیاب در زوج کانی‌های زوئیزیت و کلینوزوئیزیت وجود ندارد [۱۰] و همچنین بیشتر بررسی‌های صورت گرفته در این زمینه، در رابطه با کانی‌های گروه اپیدوت موجود در سنگ‌های فشار بالا (شیست‌های آبی و اکلوژیت‌ها [۱، ۳، ۹، ۳۳، ۳۴]) است و مطالعات بسیار اندکی در مورد سنگ‌های دگرگون شده در شرایط رخساره آمفیبولیت به ویژه آمفیبولیت صورت گرفته است. از این رو به نظر می‌رسد که تأثیر عوامل مختلف همچون فشار- دما- ترکیب سیالات، فازهای همراه و غیره بر توزیع عناصر کمیاب و خاکی نادر در کانی‌های گروه اپیدوت در شرایط مختلف به خوبی بررسی نشده است.

مقایسه فراوانی عناصر کمیاب در کانی‌های زوئیزیت و کلینوزوئیزیت تجزیه شده از اپیدوت- آمفیبولیت‌های شمال ارومیه نشان می‌دهد که بسیاری از این عناصر در کلینوزوئیزیت عناصر نسبت به زوئیزیت غنی‌شدگی بسیار کمی دارد (شکل-های ۵ چ و ح). با این وجود، مقایسه فراوانی عناصر مختلف در ترکیب کانی‌های زوئیزیت و کلینوزوئیزیت نشان می‌دهد که عنصر Ba در زوئیزیت در مقایسه با کلینوزوئیزیت از فراوانی بیشتری برخوردار است. همچنین توزیع عناصر Pb و Sr در کانی‌های زوئیزیت و کلینوزوئیزیت تقریباً یکسان بوده و نسبت این عناصر در کلینوزوئیزیت به زوئیزیت تقریباً برابر با یک است. بالا بودن مقادیر Ba در ترکیب زوئیزیت در مقایسه با کلینوزوئیزیت به تفاوت ساختار بلوری این دو کانی و رفتار متفاوت عناصر کمیاب در ساختار این کانی‌ها وابسته است. این نتایج تشابه بسیار زیادی با توزیع عناصر کمیاب در کانی‌های مختلف در اکلوژیت‌های آلپ مرکزی دارد [۱۰].

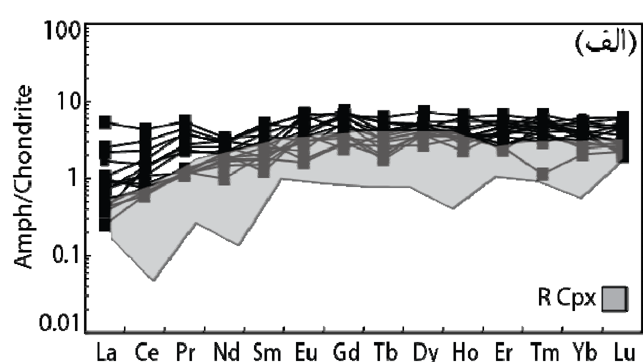
با توجه به اینکه کلینوپیروکسن به عنوان فاز باقیمانده از سنگ اولیه است و همواره بقایای این کانی در آمفیبول دیده می‌شود، از این‌رو توزیع عناصر کمیاب و خاکی نادر در این

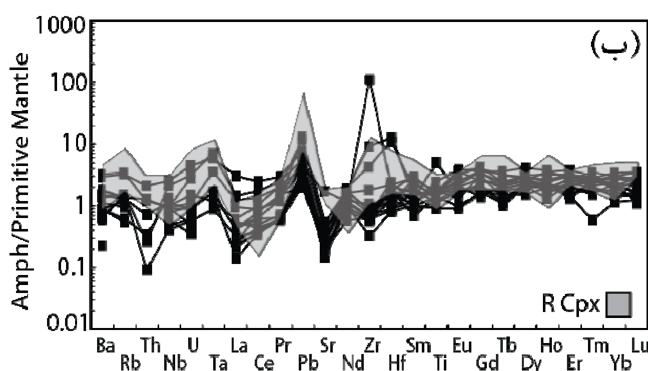
[DOI: 10.29252/ijcm.26.2.287]

کانی فقط با آمفیبول مقایسه شد. بررسی عناصر سازگار (Sc، V، Cr و Ni) در این دو کانی نیز بیانگر بالا بودن فراوانی این عناصر در ترکیب آمفیبول است. مقایسه الگوی عناصر خاکی نادر در نمودارهای چندعنصری بهنجار شده به کندریت برای کلینوپیروکسن‌های باقیمانده از سنگ اولیه و آمفیبول‌های موجود در سنگ‌های مورد بررسی بیانگر تشابه بسیار زیاد الگوهای مشاهده شده در این دو کانی است (شکل ۶). این امر می‌تواند بیانگر این باشد که ویژگی‌های زمین‌شیمیایی آمفیبول‌های موجود در سنگ‌های مورد بررسی از کلینوپیروکسن‌های اولیه به ارث رسیده است. بررسی‌های صورت گرفته بر ترکیب عناصر کمیاب در آمفیبول‌های موجود در سنگ‌های دگرگونی مختلف بیانگر این است که ویژگی‌های زمین‌شیمیایی عناصر کمیاب و خاکی نادر این کانی می‌تواند تا حد زیادی وابسته به ترکیب عناصر کمیاب کانی اولیه باشد [۳، ۲۲، ۳۵، ۳۶]. در این زمینه، کورستاگنو و همکاران [۳۶] عدم برقراری تعادل مجدد و کنترل توزیع عناصر کمیاب و خاکی نادر توسط ویژگی‌های بافتی را عامل اصلی تشابه الگوی توزیع عناصر کمیاب و خاکی نادر کانی دگرگونی با کانی اولیه در نظر گرفته‌اند. این امر به ویژه در سنگ‌های دگرگونی درجه پایین و نیز کانی‌های برآمده از فرآیندهای دگرسانی بیشتر دیده می‌شود [۲۲]. تفاوت‌های مشاهده شده بین عناصر خاکی نادر و کمیاب برای این دو کانی شامل غنی‌شدگی نسبی REEها و کاهش Pb و Sr در آمفیبول است (شکل‌های ۵ خ و د). بررسی تجربی توزیع Ca و Sr در فازهای آمفیبول، کلینوپیروکسن و سیال [۳۷]، بیانگر تمرکز شدید Sr در فاز سیال است.

در سنگ‌های مورد بررسی، تیتانیت به عنوان یکی از فازهای فرعی در ترکیب سنگ حضور دارد. این کانی قابلیت بالایی در تمرکز عناصر کمیاب به ویژه عناصر خاکی نادر، Nb و Ta در ترکیب خود دارد [۱]. با این وجود در سنگ‌های مورد بررسی، امکان تجزیه این کانی با استفاده از روش LA-ICP-MS در سنگ‌های مورد وجود نداشت و از این‌رو از بررسی نقش این کانی در توزیع عناصر کمیاب و خاکی نادر در اپیدوت- آمفیبولیت‌های شمال ارومیه صرف نظر شد.

براساس بررسی‌های انجام شده پیرامون توزیع عناصر کمیاب و نادر خاکی در کانی‌های موجود در اپیدوت- آمفیبولیت‌های شمال ارومیه، بطور کلی عناصر سازگار همچون Sc، Cr و Ni، HFSE (Ti، Nb، Ta و Hf) و MREE دارای تمرکز بالایی در آمفیبول در مقایسه با کانی‌های دیگر در سنگ‌های مورد بررسی هستند. پلاژیوکلازها دارای مقادیر بالایی از LREE و LILE در ترکیب خود هستند. برخلاف انتظار، Eu دارای ناهنجاری مشخصی در ترکیب پلاژیوکلازهای مورد بررسی نبوده و این عنصر اغلب دارای فراوانی زیادی در ترکیب کانی‌های گروه اپیدوت (زوئیزیت و کلینوزوئیزیت) در اپیدوت- آمفیبولیت‌های شمال ارومیه است. در کانی‌های گروه اپیدوت، بیشتر HREEها با مقادیری از LILEها تمرکز دارند. البته گفتنی است که تمرکز LILEها در ساختار پلاژیوکلاز در مقایسه با کانی‌های گروه اپیدوت بیشتر است.





شکل۶ مقایسه الگوی عناصر خاکی نادر و کمیاب در آمفیبول و کلینوپیروکسن‌های باقیمانده از سنگ اولیه.

[DOI: 10.29252/ijcm.26.2.287]

قدردانی

بدینوسیله از دکتر الکساندر اشمیت از دانشگاه پتسدام که ما را در انجام تجزیه‌های LA-ICP-MS یاری دادند، تشکر می‌نماییم.

مراجع

[1] Spandler C., Hermann J., Arculus R., Mavrogenes J., *"Redistribution of trace elements during prograde metamorphism from lawsonite blueschist to eclogite facies; implications for deep subduction-zone processes"* Contributions to Mineralogyand Petrology 146(2) (2003), 205-222.

[2] Xiao Y., Niu Y., Li H., Wang H., Liu X., Davidson J., *"Trace element budgets and (re-) distribution during subduction-zone ultrahigh pressure metamorphism: Evidence from Western Tianshan ،China"* Chemical Geology, 365 (2014), 54-68.

[3] Sassi R., Harte B., Carswell D.A., Yujing H., *"Trace element distribution in Central Dabie eclogites"* Contributions to Mineralogy and Petrology 139(3) (2000), 298-315.

[4] El Korh A., Schmidth S.T., Ulianov A., Potel S., *"Trace element partitioning in HP-LT metamorphic assemblages during subduction-related metamorphism, Ile de Groix, France: a detailed LA-ICPMS study"* Journal of Petrology 50 (2009) 1107-1148.

[5] Mulrooney D., Rivers T., *"Redistribution of the rare-earth elements among coexisting minerals in metamafic rocks across the epidote-out isograd: an example from the St. Anthony Complex, northern Newfoundland, Canada"* The Canadian Mineralogist, 43 (2005), 263-294.

[6] Bea F., Montero P., Garuti G., Zacharini F., *"Pressure-Dependence of Rare Earth Element Distribution in Amphibolite- and Granulite- Grade Garnets. A LA-ICP-MS Study"* Geostandards Newsletter, 21 (1997), 253-270.

[7] Feineman M. D., Ryerson F. J., DePaolo D. J., Plank T., *"Zoisite-aqueous fluid trace element partitioning with implications for subduction zone fluid composition"* Chemical Geology 239(3–4) (2007), 250-265.

[8] Brunsmann A., Franz G., Erzinger J., *"REE mobilization during small-scale high-pressure fluid–rock interactionand zoisite/fluid partitioning of La to Eu"* Geochimica et Cosmochimica Acta 65(4) (2001), 559-570.

[9] Brunsmann A., Franz G., Erzinger J., Landwehr D., *"Zoisite- and clinozoisite-segregations in metabasites (Tauern Window, Austria) as evidence for high-pressure fluid–rock interaction"* Journal of Metamorphic Geology 18(1) (2000), 1-21.

[10] Zack T., Foley S.F., Rivers T., *"Equilibrium and Disequilibrium Trace Element Partitioning in Hydrous Eclogites (Trescolmen, Central Alps)"* Journal of Petrology 43(10) (2002), 1947-1974.

[11] Alavi M., *"Tectonics of Zagros Orogenic belt of Iran, new data and interpretation"* Tectonophysics 229 (1994), 211-238.

[12] Nabavi M.H., *"An introduction to the geology of Iran"* Geological survey of Iran (in Farsi) (1976).

[13] Stocklin J., *"Structural history and tectonics of Iran, A review"* AAPG Bulletin 52 (1968), 1229-1258.

[14] Berberian M., King G. C. P., *"Towards a palegeography and tectonic evolution of Iran"* Canadian Journal of Earth Sciences 18 (1981), 210-265.

[15] Sabzehi M., Mohammadiha K., *"Geological map of Gangejin (Serow), Scale 1:100000"* Geological Survey of Iran (2003).

[16] Khodabandeh A.A., Soltanni G. A., Sartipi A. H., Emami M. H., *"Geological map of Iran, 1:100,000 series sheet Salmas"* Geological Survey of Iran, Tehran (2002).

[17] Haghipour A., Aghanabati A., *"Explanatory text of the Serow quadrangle map, 1:250,000"* Geological survey of Iran (1988).

[18] Moazzen M., *"Protolith nature and tectonomagmatic features of amphibolites from The Qushchi area, West Azerbaijan, NW Iran"* Bulletin of the Mineral Research and Exploration 149 (2014), 139-152.

[DOI: 10.29252/ijcm.26.2.287]

[28] Spiegel C., Siebel W., Frisch W., Berner Z., *"Nd and Sr isotopic ratios and trace element geochemistry of epidote from the Swiss Molasse Basin as provenance indicators: implications for the reconstruction of the exhumation history of the Central Alps"* Chemical Geology 189(3–4) (2002), 231-250.

[29] Stone W.E., Crocket J.H., Fleet M.E., *"Light-rare earth element–rich minerals associated with platinum-group element mineralization in the Archean Boston Creek Flow, Ontario"* Mineralogy and Petrology 51 (1994), 85-109.

[30] Vlach S.R.F., *"Micro-structural and compositional variations of hydrothermal epidote-groupminerals from a peralkaline granite, Corupá Pluton, Graciosa Province, South Brazil, and their petrological implications"* Annals of the Brazilian Academy of Sciences 84 (2012), 407-425.

[31] Gieré R., Sorensen S.S., *"Allanite and other REE-rich epidote-group minerals"* Reviews in Mineralogy and Geochemistry 56 (2004), 431-493.

[32] Sorensen S.S., Grossman J.N., *"Enrichment of trace elements in garnet amphibolites from a paleo-subduction zone: Catalina Schist, southern California"* Geochimica et Cosmochimica Acta 53(12) (1989), 3155-3177.

[33] Thöni M., Jagoutz E., *"Some new aspects of dating eclogites in orogenic belts: Sm-Nd, Rb-Sr, and Pb-Pb isotopic results from the Austroalpine Saualpe and Koralpe type-locality (Carinthia/Styria, southeastern Austria)"* Geochimica et Cosmochimica Acta 56(1) (1992), 347-368.

[34] Poli S., Schmidt M.W., "*The high-pressure stability of zoisite and phase relationships of zoisite-bearing assemblage"*. Contributions to Mineralogy and Petrology 130 (1998), 162-175.

[35] skublov S.G., *"REE pattern of amphibole replacing garnet"* Twelfth Goldschmidt Conference Abstract, (2002) A271.

[36] Cortesogno L., Gaggero L., Zanetti A., *"Rare earth and trace elements in igneous and high-temperature metamorphic minerals of*

[19] Ahangari M., Moazzen M., *"Mineralogy of amphibolites and epidote amphibolites from South of Salmas, NW of Iran; Constraining thermodynamic conditions of epidote amphibolite to amphibolite sub-facies transformation"*. Iranian Journal of Geology 5 (2011), 93-106.

[20] Ahangari M., Moazzen M., *"Investigations on coexistence of zoisite- clinozoisite in metamorphic rocks; An example from Salmas epidote- amphibolites- NW of Iran (in Farsi with English abstract)"* Iranian Journal of Crystallography and Mineralogy 22 (2014), 27-36.

[21] McDonough W.F., Sun S.S., *"The composition of the Earth"* Chemical Geology 120 (1995), 223-253.

[22] Skublov S., Drugova G., *"patterns of trace-element distribution in calcic amphiboles as a function of metamorphic grade,"* The Canadian Mineralogist 41 (2003), 383-392.

[23] Frei D., Liebscher A., Franz G., Dulski P., *"Trace Element Geochemistry of Epidote Minerals"* Reviews in Mineralogy and Geochemistry 56(1) (2004), 553-605.

[24] Rollinson H., "*Using geochemical data: Evalution, presentation, interpretation*: Longman (1993).

[25] Nagasawa H., *"Partitioning of Eu and Sr between coexisting plagioclase and K-feldspar"* Earth and Planetary Science Letters 13 (1971), 139-144.

[26] Bau M., *"Rare-earth element mobility during hydrothermal and metamorphic fluid-rock interaction and the significance of the oxidation state of europium"* Chemical Geology 93 (1991), 219-230.

[27] Frei D., Liebscher A., Wittenberg A., Shaw C.J., *"Crystal chemical controls on rare earth element partitioning between epidote-group minerals and melts: an experimental and theoretical study"* Contributions to Mineralogy and Petrology 146(2) (2003), 192-204.

amphibole, clinopyroxene, and chloride-bearing solutions" American Mineralogist 84 (1999), 596-606.

oceanic gabbros (MARK area, Mid-Atlantic Ridge)" Contributions to Mineralogy and Petrology, 139 (2000), 373-393.

[37] Najorka J., Gottschalk M., Franz G., Heinrich W., *"Ca-Sr distribution among*

[DOI: 10.29252/ijcm.26.2.287]